

Estudio de la polarización de ondas internas directas generadas por fuentes artificiales en el experimento TOMO-ETNA.

Estefanía Nieto Castro

Alumna del Máster de Geofísica y Meteorología

Abstract. Estudio de la polarización de las ondas P de fuentes artificiales, considerando las desviaciones aparentes del rayo respecto de la trayectoria esperada con un modelo 1-D. Se ha aplicado un método de trazado del rayo y posterior rotación de ejes. Para determinar la dirección real del rayo se utiliza la polarización instantánea de la P, basada en la matriz de covarianza de la función analítica compleja de las trazas. El *picking* será manual-asistido, ayudándonos de variables como la curtosis, el del autovalor principal, ángulos de incidencia, acimuts, rectilinealidad y planaridad. Los resultados muestran en muchos casos discrepancias significativas entre la dirección teórica y real del rayo.

Keywords: Polarización de P, Polarización instantánea, Matriz covarianza, *Picking*, curtosis, Rayo sísmico, Heterogeneidad.

INTRODUCCIÓN

La polarización representa una importante herramienta para el estudio de ondas sísmicas tanto de origen tectónico como volcánico. La polarización consiste en la restricción del movimiento de las partículas al paso de una onda, bien en una recta (polarización rectilínea), o en un plano. Un caso particular de la polarización plana es la polarización circular o elíptica.

La polarización se ha usado con éxito, por ejemplo en sistemas de alerta temprana de terremotos, para estimar la localización epicentral con las primeras llegadas a una sola estación de tres componentes (Nakamura, 1988) o para mejorar la detección de ondas P de telesísmos (Montalbetti y Kanasewich, 1970). La aplicación de la polarización a fases de sismos cercanos, donde las señales son de frecuencias más altas, presenta mayores dificultades (Christoffersson et al., 1988), debido a que estos registros sufren de desfases, conversiones de fase, caminos múltiples y dispersión (*scattering*). Estos autores proponen un método de componentes principales y máxima verosimilitud para identificar tipos de ondas y estimar el acimut fuente-estación.

Las ondas P, S, Rayleigh y Love, poseen distintos patrones de polarización, por lo que pueden distinguirse observando las señales polarizadas. Sin embargo, existe una dificultad añadida a la hora de distinguir el tipo de onda debida, por ejemplo, a la conversión de ondas P y S producido por la superficie libre y en las heterogeneidades próximas, lo que da lugar a diferencias de fase entre los diferentes componentes del movimiento de las ondas incidentes y las ondas observadas en superficie.

Vidale (1986) propuso un método que en parte resolvería el problema de los cambios de fase, construyendo una matriz de covarianza instantánea a partir de la función analítica de cada componente, cuya parte imaginaria es la transformada de Hilbert de cada traza. Una variante de este método es debida a Bataille y Chiu (1991), quienes señalan que el uso de la función analítica compleja para el cálculo de la matriz de covarianza permite promediar sobre intervalos de tiempo más cortos que el periodo dominante de la onda y que sólo la parte real de la matriz incluye información de la señal. Además proponen un nuevo filtro que permite resaltar la parte de la señal con una determinada polarización.

El objetivo fundamental de este trabajo es estudiar la polarización de las ondas P de fuentes artificiales generadas por cañones de aire comprimido durante el experimento TOMO-ETNA, considerando las desviaciones aparentes del rayo respecto de la trayectoria esperada con un modelo 1-D.

La motivación para realizar el experimento en el volcán Etna, se debe a que estudios anteriores para comprobar la existencia de una cámara magmática (Sharp et al., 1980; Nicolich et al., 2000; Barberi et al., (2006); Patané et al., 2011), tienen una limitación en profundidad, por lo que resulta difícil caracterizar y determinar con detalle la estructura interna del volcán. Ante esta necesidad, se planificó la realización de un experimento de sismica activa (TOMO-ETNA) usando la densa red de estaciones sísmicas del INGV-Catania, 100 estaciones portátiles desplegadas en el territorio etneo y 27 OBS distribuidos en los mares Tirreno y Jónico, para registrar los disparos realizados mediante cañones de aire comprimido en el mar.

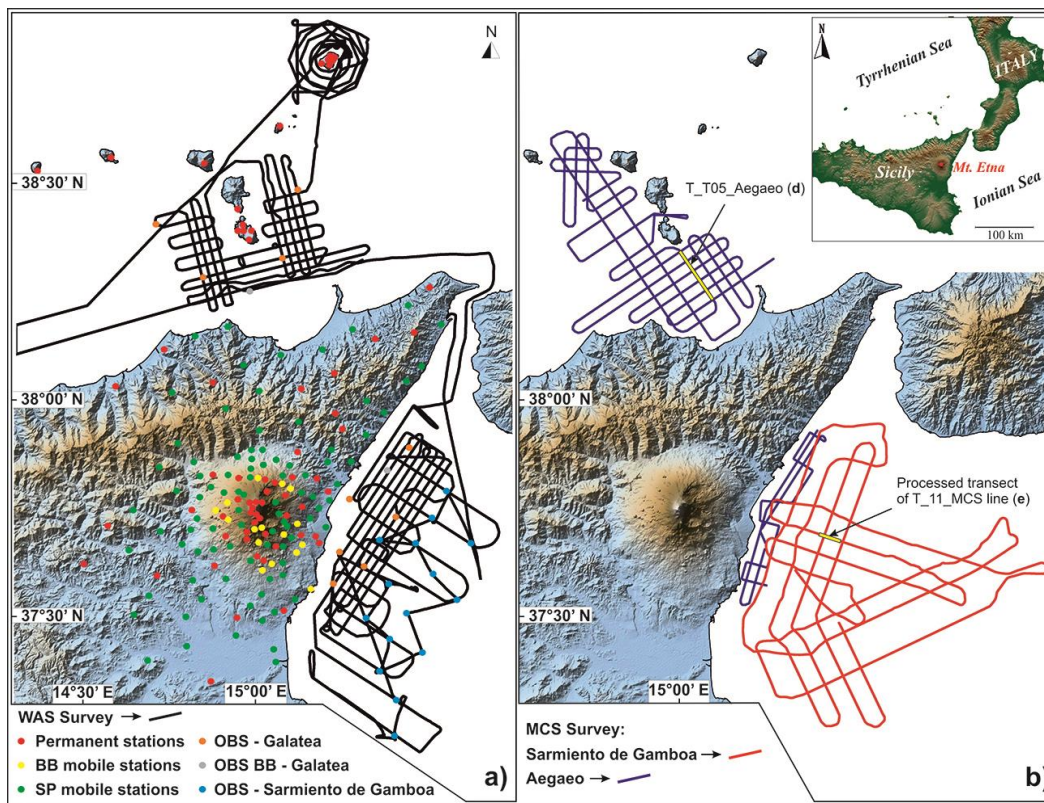


FIGURA 1. a) Configuración del experimento TOMO ETNA durante la segunda fase del experimento (experimento WAS). Las líneas negras corresponden a los perfiles realizados por el buque Sarmiento de Gamboa durante el experimento. Los puntos rojos corresponden a la posición de las estaciones permanentes, los amarillos y verdes a las estaciones portátiles de Banda Ancha y Corto Periodo, respectivamente y los puntos naranjas, grises y azules corresponden a la posición de los OBS (italianos, BB y españoles, respectivamente). b) Configuración de los perfiles llevados a cabo por el buque Sarmiento de Gamboa durante el experimento MSC (líneas rojas) y por el buque griego AEGAEO (líneas moradas). Los transectos analizados están marcados de color amarillo.

Metodología

Para el cálculo de la polarización de ondas, son necesarios unos registros triaxiales del movimiento del suelo. Los ejes orientados en dirección E-W (X), N-S (Y) y vertical (Z). Siguiendo el método de Bataille y Chiu (1991), a partir de las trazas del sismograma, $x(t)$, $y(t)$ y $z(t)$ (1), se calculan las funciones analíticas complejas correspondientes a cada traza, cuya parte imaginaria es la Transformada de Hilbert. A continuación se resuelve el problema de valores propios. Se calculan los valores y vectores propios de su parte real, ya que sólo ésta tiene información de la señal (Bataille y Chiu, 1991).

Posteriormente se procede al *picking* de las llegadas de ondas P para fijar la ventana de estudio de polarización. El *picking* se realizará sobre la componente Z, ya que es vertical y si la incidencia del rayo es cercana a la vertical, la P se verá más impulsiva en dicha componente.

Para ayudar a la identificación precisa de la onda P, se ha diferenciado estadísticamente entre el ruido y la señal de una llegada de onda P. Sarafiotis et al.

(2002) propusieron el uso de la curtosis como identificadores de la llegada de la fase coherente, ya que marca la desviación de la distribución normal.

También nos hemos ayudado de variables como el autovalor principal (la_3), los ángulos de incidencia (A_i), los azimuts (A_z), la Rectilinealidad (RL) y Planaridad (P).

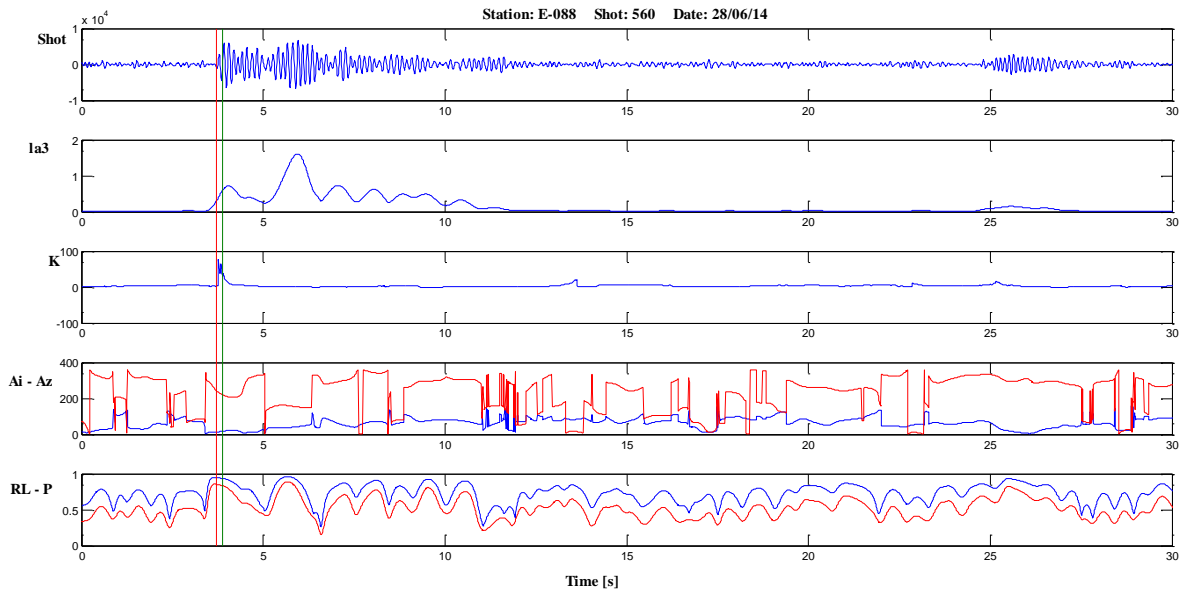


FIGURA 2. Ejemplo de gráfica resultante para la identificación de la onda P. Observar que C y la_3 están bien marcadas en la llegada de la onda P. También en este ejemplo podemos ver que los parámetros de A_i (color azul), A_z (color rojo), RL (color azul) y P (color rojo) tienen una estabilidad que nos ayuda a la determinación de las llegadas de ondas. Tpic está representada con una línea vertical de color rojo, mientras que Tpol de color verde.

Los resultados obtenidos por la polarización, se comparan con los resultados teóricos de la dirección de cada rayo en un modelo 1-D de velocidad.

Resultados y conclusiones

Los resultados muestran en muchos casos direcciones de llegada similares a las obtenidas con el trazado del rayo con un modelo de velocidad 1-D de la zona, pero en otros casos son muy discrepantes. La polarización sólo es estable durante unas décimas de segundo. Esto indica la presencia de fases convertidas en las proximidades de la estación, la coherencia de las direcciones de polarización obtenidas en ellos indica que no se trata de errores aleatorios, sino de efectos de la estructura local. En comparación con lo que sucede en zonas más homogéneas, estas diferencias concuerdan con los efectos encontrados por otros autores en zonas volcánicas en Japón y en la Antártida. Un estudio más en detalle de estas discrepancias podría proporcionar información sobre las heterogeneidades laterales o la estructura cercana a la estación.

AGRADECIMIENTOS

Agradecer a Jesús Ibáñez por hacerme partícipe de esta investigación. A mis tutores Gerardo Alguacil y Janire Prudencio, por ayudarme a realizar este trabajo. A mi familia y amigos por su apoyo incondicional. Por último agradecer a los proyectos como Grupo de Investigación en Geofísica y Sismología por el Programa Regional Andaluz, APASVO (TEC2012-31551), proyecto español y el proyecto estadounidense MED-SUV (EC-FP7 MEDiterranean SUPersite Volcanoes). MED-SUV fue financiado por el European Union's Seventh Program para investigación, tecnología avanzada y demostración No 308665; ya que no se habría financiado este trabajo sin su apoyo.

REFERENCIAS

- Barberi, G., 2006. Fast deformation processes at Mt. Etna related to dike injection during the 2001 and 2002-2003 flank eruptions. In *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 8, p. 07718)
- Bataille, K., & Chiu, J. M. (1991). Polarization analysis of high-frequency, three-component seismic data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(2), 622-642.
- Christoffersson, A., Husebye, E. S., & Ingate, S. F. (1988). Wavefield decomposition using ML-probabilities in modelling single-site 3-component records. *Geophysical Journal International*, 93(2), 197-213.
- Montalbetti, J. F., & Kanasewich, E. R. (1970). Enhancement of teleseismic body phases with a polarization filter. *Geophysical Journal International*, 21(2), 119-129.
- Nicolich, R.; Laigle, M.; Hirn, A.; Cernobori, L.; Gallart, J. (2000). Crustal structure of the Ionian margin of Sicily: Etna volcano in the frame of regional evolution. *Tectonophysics*, 329, 121-139.
- Nakamura, Y. (1988, August). On the urgent earthquake detection and alarm system (UrEDAS). In *Proc. of the 9th World Conference on Earthquake Engineering* (Vol. 7, pp. 673-678).
- Patanè, D., Aiuppa, A., Aloisi, M., Behncke, B., Cannata, A., Coltelli, M., & Salerno, G., 2013. Insights into magma and fluid transfer at Mount Etna by a multiparametric approach: a model of the events leading to the 2011 eruptive cycle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(7), 3519-3539.
- Saragiotis, C. D., Hadjileontiadis, L. J., & Panas, S. M. (2002). PAI-S/K: A robust automatic seismic P phase arrival identification scheme. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(6), 1395-1404.
- Sharp A. D. L., Davis, P. M. and Gray, F., 1980. A low velocity zone beneath Mount Etna and magma storage. *Nature*, 287, 587-591.
- Vidale, J.E., 1986. Complex polarization analysis of particle motion. *Bulletin of the Seismological of America*, Vol. 76, No. 5, pp. 1393-1405.